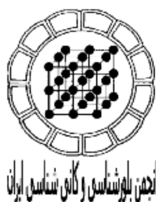
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۵۹ تا ۷۴



شیمی کانی و زمین دما-فشارسنجی بر پایه کانی آمفیبول دایک‌های قلیایی گابرویی زریگان، شمال شرق بافق

غلامرضا تاج بخش*[1]، مهناز خدامی[1]، رضا منصف[2]

۱- گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه یزد، یزد، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، واحد استهبان، دانشگاه آزاد اسلامی، استهبان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۴/۱۲، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۵/۳۱)

چکیده: دایک‌های مافیک بسیاری با سن پالئوزوئیک پیشین در توده گرانیتوئیدی زریگان و واحدهای رسوبی میزبان آن در شمال شرق شهر بافق نفوذ کرده‌اند. این دایک‌ها از نظر سنگ‌شناسی، قلیایی گابرو تا مونزوگابرو با بافت‌های دانه متوسط تا ریز بین دانه‌ای تا دانه-ای هستند. کانی‌های اصلی کلینوپیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز به همراه مقادیر کمتری بیوتیت، الیوین، فلدسپار قلیایی و نفلین در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. آمفیبول‌ها از گروه کلسیمی و از نوع کرسوتیت - کرسوتیت پتاسیمی هستند. محاسبات زمین دما-فشارسنجی بر پایه این کانی، فشار و دمای تبلور کرسوتیت را ۸/۲-۶/۳ کیلوبار و ۱۱۱۳-۱۰۴۰ درجه سانتیگراد مشخص کرده‌اند. براساس ترکیب زمین شیمیایی، کرسوتیت‌ها در گستره آمفیبول‌های قلیایی، برآمده از گوشته و مربوط به محیط‌های زمین‌ساختی کشش درون قاره‌ای قرار دارند. با توجه به شواهد، این کانی‌ها در ماگماهای برآمده از خیز سست کره‌ای آغاز کافت پالئوتتیس به همراه عملکردهای کششی گسل‌های بنیادی قطعه پشت بادام متبلور شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *آمفیبول؛ کرسوتیت؛ زمین دما-فشارسنجی؛ پالئوتتیس کافت؛ بافق.*

مقدمه

ترکیب شیمیایی کانی‌های مافیک از جمله آمفیبول وابسته به عواملی چون ترکیب ماگمای اولیه، زایش ماگماها و فرایندهای دگرگونی ماگمایی است. آمفیبول‌ها در اغلب توده‌های آذرین وابسته به محیط‌های زمین‌ساختی مناطق کششی تا فرورانش حضور دارند و چگونگی تبلور و زمان جدایش آن‌ها از ماگما و نقش مهم آنها در تفکیک عناصر اصلی و کمیاب موضوع بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی بسیار بوده است [۱]. بررسی ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها برای برآورد شرایط فشار، دما و گریزندگی اکسیژن ماگمای میزبان طی تبلور این کانی بسیار مناسب بوده [۲] و بر این اساس، روش‌های زمین دما-فشارسنجی متعددی برای سامانه‌های مختلف آذرین ارائه شده‌است [۳، ۴].

از گروه آمفیبول‌های کلسیمی، انواع منیزیوهورنبلندها و پارگازیت‌های چرماکیتی تنها در حالت تعادل با مذاب‌های آهکی قلیایی و شرایط به نسبت کم عمق متبلور می‌شوند، اما آمفیبول‌های از نوع کرسوتیت و پارگازیت تنها در فرآورده‌های آذرین قلیایی یافت می‌شوند. نوع منیزیوهاستنگزیت نیز به طور مساوی در سنگ‌های آهکی قلیایی و قلیایی توزیع می‌شوند [۳]. کانی کرسوتیت با فرمول شیمیایی استاندارد $[NaCa_2(Mg,Fe^{2+})_4Ti(Si_6Al_2)(O_{22})(OH)_2]$ یک آمفیبول به نسبت کمیاب و غنی از تیتانیوم (۱۲-۵ درصد وزنی) است که بیشتر در بیگانه‌سنگ‌های فرامافیک یا سنگ‌های برآمده از ماگمای بازالت قلیایی دیده می‌شود. نتایج

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۴۳۸۳۷۹۲، پست الکترونیکی: Tajbakhsh@yazd.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.5.6]

[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.59]

تجربی نشان می‌دهد که این کانی در ماگماهای با مقدار کم آب نیز رشد کرده و در فشارهای بیش از ۱٫۵ kb مطابق با مقادیر فشار پوسته پایینی یا گوشته بالایی زمین پایدار است [۵]. قطعه پشت بادام از ایالت ساختاری ایران مرکزی با توجه به پیچیدگی‌های بسیار زمین‌شناسی، محل رخنمون انواع ماگماهاست. در این منطقه، فعالیت ماگمایی قلیایی بیشتر به صورت استوک، دایک و آذرین لایه‌های با ترکیب سنگ‌شناسی گابرو، مونزوگابرو و سینیت با اندازه محدود ولی گسترش بسیار دیده می‌شود [۶-۹]. زایش این توده‌ها بیشتر به پالئوزوئیک پیشین (حدود ۴۵۰-۴۴۸ میلیون سال پیش) [۱۰] و به محیط‌های زمین‌ساختی کششی وابسته به کافت یا پشت قوس نسبت داده شده است. در توده گرانیتوئیدی زریگان و واحدهای رسوبی میزبان آن، دایک‌ها و آذرین لایه‌های بسیاری نفوذ کرده‌اند که آخرین نمود فعالیت ماگمایی این منطقه به صورت گابرو- مونزوگابروهای قلیایی بوده که شاخص‌ترین کانی مافیک آنها آمفیبول‌های قهوه‌ای از نوع کرسوتیت است. این دایک‌های قلیایی با وجود پژوهش‌های سنگ‌شناسی و زمین شیمیایی [۹]، تاکنون از نظر کانی‌شناسی بررسی نشده‌اند و داده‌های کانی شناسی و ارزیابی‌های زمین دما-فشارسنجی این پژوهش برای نخستین بار انجام شده است.

زمین‌شناسی

رخنمون عمده دایک‌های قلیایی گابرو- مونزوگابرویی در توده گرانیتوئیدی زریگان و ردیف‌های رسوبی-آتشفشانی میزبان آن به مختصات جغرافیایی '۵۸ °۳۱ تا '۱۰ °۳۲ شمال و '۲۵ °۵۰ تا '۳۳ °۵۵ شرق در قطعه پشت بادام از مثلث ایران مرکزی [۱۱] است (شکل ۱ الف). فازهای کوهزایی متعدد موثر بر قطعه پشت بادام، رخنمون‌های مختلف مجموعه‌های آذرین، دگرگونه و ردیف‌های غیر دگرگونه از پرکامبرین تا مزوزوئیک و سنوزوئیک را به ارث گذاشته‌اند. گسل‌های پی سنگی کوهبنان و پشت بادام به همراه گسل‌های منشعب از آن‌ها به شدت بر این منطقه اثر داشته‌اند. واحدهای سنگی مهم رخنمون یافته در این منطقه (شکل ۱ ب) عبارتند از مجموعه دگرگونه بنه‌شورو که بیشتر شامل سنگ‌های دگرگونه میکاشیست، آمفیبولیت، گنیس و مرمر بوده و قدیمی‌ترین واحد سنگی رخنمون یافته در منطقه است [۱۲]. روی مجموعه بنه شورو با مرز گسله یا ناپیوستگی، سازند ریزو به سن کامبرین قرار دارد که تناوبی از دولومیت‌های چرت‌دار، سنگ‌گچ، شیل، ماسه سنگ و عدسی‌های مگنتیت، به همراه سنگ‌های آتشفشانی چون آندزیت، بازالت، ریولیت و آذرآواری‌های مربوط به آن است. رسوب‌های تخریبی کرتاسه پیشین از جنس کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن به همراه لایه‌های آهکی سرشار از سنگواره کرتاسه پسین با مرزهای گسله و ناپیوستگی بر واحدهای قدیمی‌تر و فقط در کرانه غربی منطقه و کنار گسل پشت بادام رخنمون دارند. واحدهای رسوبی تخریبی نوزا شامل مارن، شیل، ماسه سنگ و کمتر کنگلومرا، به صورت چین خورده و با ضخامت قابل توجه در جنوب توده زریگان دیده می‌شوند.

واحدهای آذرین رخنمون یافته در این منطقه به ترتیب قدمت شامل توده‌های گابرو-دیوریتی در شمال غرب منطقه، گرانودیوریت شمال کوه آریز و معدن چاه‌گز نفوذ کرده در توده گابرو دیوریتی و گرانیتوئید زریگان هستند. توده گرانیتوئیدی زریگان را مربوط به کوهزایی اواخر نئوپروتروزوئیک -کامبرین پیشین با سن حدود ۷±۵۲۷ میلیون سال می‌دانند [۱۳]. جوان‌ترین فعالیت‌های ماگمایی این منطقه نفوذ دو دسته دایک با ترکیب سنگ‌شناسی گابرو-دیوریت تا کوارتز دیوریت و دایک‌های از نوع قلیایی‌گابرو تا مونزوگابرو هستند که دسته دوم جوان‌تر بوده و کانی‌شناسی آن موضوع اصلی این پژوهش است (شکل ۲).

روش بررسی

برای انجام این پژوهش، ضمن بازدیدهای صحرایی، بررسی روابط سنی و تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، از ۸۲ نمونه از انواع مختلف سنگ‌های منطقه، مقطع نازک تهیه گردید. پس از بررسی‌های میکروسکوپی، ۳ نمونه مناسب از مونزوگابروها با دستگاه ریزپردازشگر الکترونی نوع JEOL JXA-8200 در آزمایشگاه موسسه Dom Luiz شهر لیسبون کشور پرتغال برای تعیین نوع کانی‌ها تجزیه شدند. تجزیه کانی‌های مافیک در شرایط ولتاژ ۱۵ kVو جریان پرتوی nA ۲۰ و فلدسپارها در ولتاژ ۱۵ kVو جریان پرتوی ۱۰ nA با زمان‌های شمارش ۳۰ ثانیه در قله‌ها انجام شده است. برای نامگذاری و محاسبات کاتیونی از نرم‌افزارهای Minpet، Am4 و اکسل استفاده شده‌است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.5.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.59]

الف

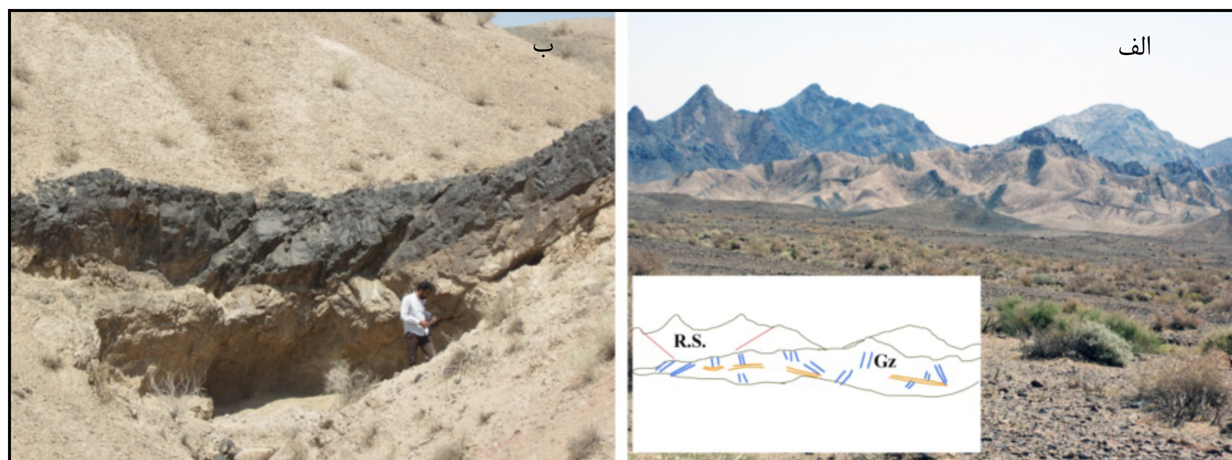
Generalized Tectonic Map of Iran (after Alavi, 1991).
Abb.:A.B.-Alborz belt. A.F-aras fault. AM-Alborz magmatic assemblage. C.S.-Caspian sea E.I.B.-East iran belt E.1.M.A.-Fast Iran magmatic assemblage. K.D-Kopeh Dagh. LB.-Lut block.M-Mashhad.M.A.P.-Makran acerctionary prism. NTA-ACS-Nco-Tethian arc-arc collision suture. NTC-ACS-Neo-Tethian arc-continent-arc collision suture. NRITF-Non rotational-related intracontinental transfer fault. O.L,Oman line. P.B.B.-Posht-Badamblock. P.G.-Persian Gulf. PTC-CCS-Paleo-Tethian continent-continent collisional suture. RRITF-Rotational-related intracontinental transfer fault, S-Shiraz. S.B-Sabzevar block. SSF-Strike slip fault. T-Tchran. T.B.-Tabas block. TF-Thrust fault. T.Q.B. Tabriz-Qor belt. U-Uromieh, UDMA-Uromieh-Dokhtar magmatic assemblage. Y.B.-Yazd block. Z.O.-Zagros orogen. Bandar-e-Anzali sheet indicated by black rectangle.
Study area

ب

32°11'32.86"N
55°21'9.28"E
Chah Gaz
Zarigan
55°34'41"E
31°56'3.91"N
4 Km

LEGEND
QUATERNARY
Sand dunes
NEOGEN
Conglomarate, sandstone and marl
CERTACEOUS
Thick bedded to massive limestone, marl and conglomarate
NEWPROTEROZOIC - CAMBRIAN
Dolomite, shale gypsum (Rizu series)
Volcanic rocks as basalt, andesite , rhyolite
Mica schist, amphibolite, gneiss and marble (Boneh Shorow Complex)
INTRUSIVE ROCKS
Micro gabbrodiorite & alkaline monzogabbro dyke
Leucocratic granite and granite porphry (Zarigan) 528 Ma
Granodiorite 531 Ma
Diorite and gabbroic diorite
Fault
Village

شکل ۱ موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه زمین ساختی ایران [۱۱]، ب) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ گرانیت زریگان و دایک‌های آن [۹].



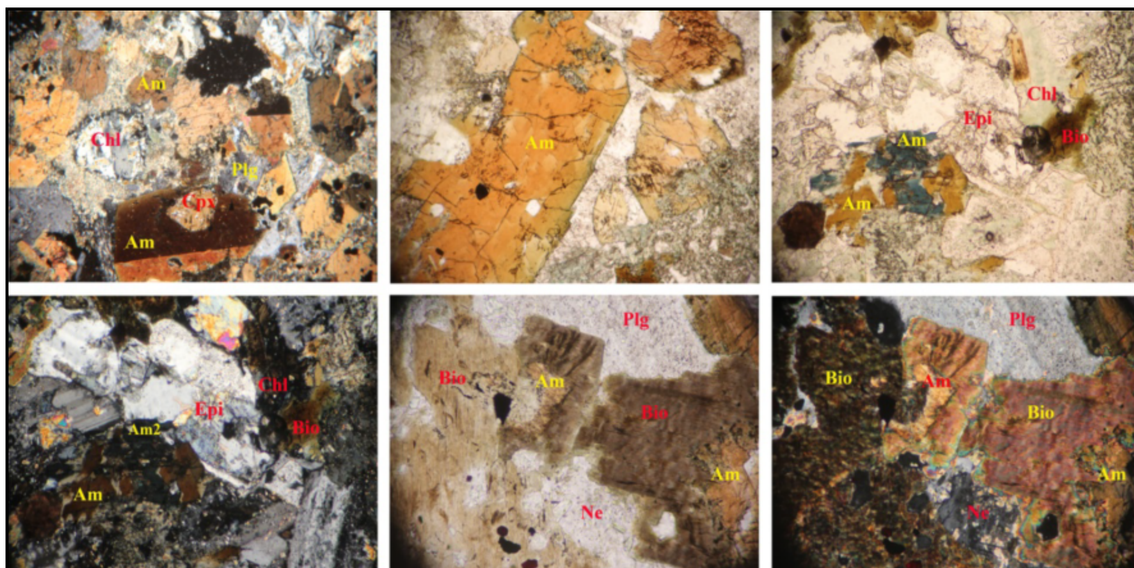
شکل ۲ الف) نفوذ دایک‌های گابرو-دیوریت تا کوارتز دیوریت (آبی رنگ) و قطع شدن آنها با دایک‌های قلیاییِ‌گابرو تا مونزوگابرو (نارنجی رنگ) در گرانیت زریگان (Gz) و نمایی از سری ریزو در پشت (R.S.). ب) نمای نزدیک دایک قلیاییِ‌گابرویی و آثار گرمایی آن بر گرانیت میزبان.

سنگ‌نگاری

نمونه‌های سنگی مورد بررسی دایک‌های تیره، به‌رنگ سیاه تا قهوه‌ای تیره و کمتر سبز، با ترکیب سنگ‌شناسی قلیایی گابرو تا مونزوگابرو هستند. نمونه‌ها تمام بلورین، دانه‌ریز تا دانه‌متوسط (بسته به ضخامت و عمق تبلور دایک ها) هستند و بافت‌های بین دانه‌ای، پوست ماری، خال خال و گاه دانه‌ای دارند. کانی‌های اصلی این دسته دایک‌ها پیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند. بلورهای پیروکسن خودشکل اغلب از نوع اوژیت با ماکل هستند که از لبه به آمفیبول قهوه‌ای و سبز تبدیل شده‌اند و اغلب فقط قالبی از آن‌ها باقی مانده است (شکل ۳ الف). پلاژیوکلازها نیمه‌شکل‌دار با هسته غنی‌تر از کلسیم هستند و به شدت سوسوریتی شده‌اند. آمفیبول‌های قهوه‌ای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار شاخص‌ترین کانی مافیک این سنگ‌ها بوده و از نوع کرسوتیت هستند. این کانی به دو صورت بلورهای مجزا و یا رشد کرده در لبه بلورهای پیروکسن و به خرج پیروکسن دیده می‌شود. آمفیبول‌ها همگام با پیشرفت دگرگونی ماگمایی و افزایش فاز سیال، از سدیم سرشارتر و از تیتانیوم فقیر شده‌اند و در لبه چند رنگی سبز- آبی نشان می‌دهند (شکل ۳ ب). همچنین آنها بر اثر عملکرد سیال‌های بعدی، به آمفیبول‌های سبز (اکتینولیت)، بیوتیت و کانی‌های تجزیه‌ای تبدیل شده‌اند (شکل‌های ۳ پ و ت). اورالیتی شدن کلینوپیروکسن، بیوتیتی‌شدن کانی‌های مافیک به ویژه آمفیبول و کلریتی‌شدن بعدی آنها نشان دهنده عملکرد چند باره سیال‌های غنی از سدیم، پتاسیم و کلسیم در این منطقه هستند که بسیار گزارش شده‌است [۱۴]. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها الیوین (گاه میانبار در بلورهای پیروکسن و آمفیبول)، فلدسپار قلیایی (در انواع جدایش یافته‌تر) و نفلین هستند (شکل‌های ۳ ث و ج). بیوتیت، آپاتیت، اسفن، مانیتیت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت و غیره به عنوان کانی‌های فرعی و ثانویه در این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

شیمی کانی

فلدسپار: فلدسپار غالب این سنگ‌ها پلاژیوکلاز از نوع آندزین تا آلبیت با ترکیب کانی شناسی $Or_{0.3-1.1}Ab_{98.7-54.2}An_{1-44.7}$ است (شکل ۴). بیشینه K_2O فلدسپارها ۱٫۵۵ درصد وزنی بوده اما بیشینه CaO نقاط تجزیه شده کمتر از انتظار و ۹٫۳ درصد وزنی است (جدول ۱). بررسی‌های میکروسکوپی بیانگر حضور پلاژیوکلازهای کلسیمی‌تر به ویژه در مرکز بلورهاست. این کاهش شدید کلسیم در نتایج تجزیه نشان از تغییرات گسترده و انتخابی زیر خط انجماد بعدی دارد. در واقع، به دلیل دگرسانی سنگ‌ها به ویژه اپیدوتی شدن آن‌ها، سازنده آنورتیتی پلاژیوکلازها کاهش یافته و کلسیم آزاد شده در ساختار اپیدوت‌ها استفاده شده است. به این ترتیب، پلاژیوکلاز باقی مانده به صورت آلبیت (بیشتر در لبه بلورها) دیده می‌شود.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های قلیایی گابرو: الف) بافت دانه‌ای و رشد آمفیبول در لبه کانی پیروکسن (PPL)، ب) تغییر رنگ قهوه‌ای کرسوتیت به سبز بر اثر دگرگونی‌های ماگمایی (در نور قطبیده صفحه‌ای، PPL). پ) رشد مراحل بعدی آمفیبول‌های سبز بر کرسوتیت (PPL)، ت) همان تصویر در نور قطبیده متقاطع (XPL)، ث) کانی نفلین و رشد کانی بیوتیت در لبه کرسوتیت که چند رنگی شدید قهوه‌ای نشانگر سازنده بالای TiO_2 است (PPL) و ج) همان تصویر در XPL.

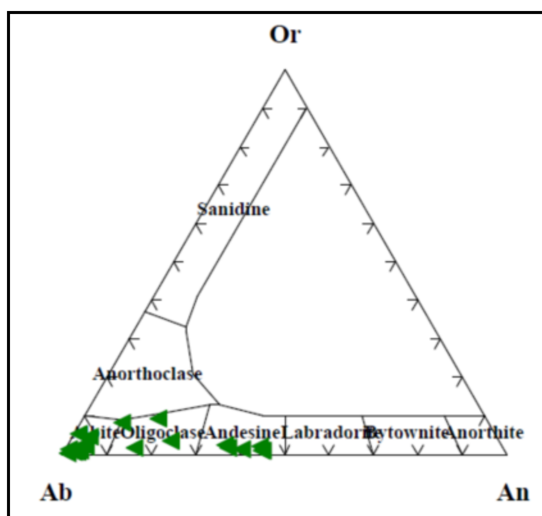
جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی ماکروپروب فلدسپار بر اساس ۸ اکسیژن.

Sample / Oxide	Tz9-23	Tz9-24	Tz9-35	Tz9-36	Tz9-51	Tz9-52	Tz10-11	Tz10-12	Tz10-13	Tz10-23
SiO_2	۵۶٫۸۶	۵۶٫۸۵	۵۷٫۸۴	۵۹٫۵۵	۵۸٫۷۱	۵۸٫۹۶	۵۸٫۶۲	۶۳٫۸۸	۶۸٫۳۳	۶۸٫۸۱
Al_2O_3	۲۶٫۱۵	۲۶٫۴۵	۲۶٫۰۵	۲۵٫۰۹	۲۵٫۵۹	۲۴٫۵۶	۲۴٫۴۳	۲۱٫۶۶	۱۹٫۹۱	۱۹٫۴۳
CaO	۹٫۱۴	۹٫۲۹	۸٫۸۶	۷٫۴۵	۸٫۲۷	۷٫۱۰	۳٫۹۴	۳٫۳۱	۰٫۹۲	۰٫۱۶
Na_2O	۶٫۱۳	۶٫۳۱	۶٫۱۰	۶٫۹۸	۶٫۷۷	۶٫۹۰	۶٫۷۷	۸٫۱۹	۱۱٫۱۵	۱۱٫۳۳
K_2O	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۳۲	۰٫۳۲	۰٫۲۷	۰٫۴۱	۰٫۴۹	۱٫۴۹	۰٫۳۸	۰٫۲۶
MgO	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۱۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳
TiO_2	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۱۶	۰٫۱۰	۰٫۰۷	0	۰٫۰۴	۰٫۰۰
MnO	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰
BaO	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۰
SrO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۱۹	۰٫۵۲	۰٫۶۹	۰٫۱۵	۰٫۱۱
FeO	۰٫۵۸	۰٫۶۸	۰٫۶۳	۰٫۵۳	۰٫۶۵	۰٫۵۴	۰٫۴۱	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۹
Fe_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	0	0	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۹۹٫۳۰	۹۹٫۹۴	۹۹٫۹۰	۱۰۰٫۱۰	۱۰۰٫۴۵	۹۸٫۷۲	۹۵٫۳۶	۹۹٫۳۱	۱۰۰٫۸۶	۱۰۰٫۰۹
Si	۱۰٫۳۰	۱۰٫۲۵	۱۰٫۴۰	۱۰٫۶۴	۱۰٫۴۹	۱۰٫۶۷	۱۰٫۸۹	۱۱٫۴۱	۱۱٫۸۸	۱۲٫۰۰
Al	۵٫۵۸	۵٫۶۲	۵٫۵۱	۵٫۲۸	۵٫۳۹	۵٫۲۴	۵٫۳۴	۴٫۵۷	۴٫۰۸	۳٫۹۹
Ti	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
$^{+}Fe^{2}$	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Ba	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۱٫۷۷	۱٫۷۹	۱٫۷۱	۱٫۴۳	۱٫۵۸	۱٫۳۸	۰٫۷۶	۰٫۶۴	۰٫۱۷	۰٫۰۳
Na	۲٫۱۵	۲٫۲۱	۲٫۱۳	۲٫۴۲	۲٫۳۴	۲٫۴۲	۲٫۴۸	۲٫۸۰	۳٫۷۶	۳٫۸۳
K	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۳۵	۰٫۰۸	۰٫۰۶
Cations	۱۹٫۹۸	۲۰٫۰۴	۱۹٫۹۳	۱۹٫۹۵	۱۹٫۹۹	۱۹٫۹۳	۱۹٫۶۸	۱۹٫۸۳	۱۹٫۹۹	۱۹٫۹۳
X	۱۵٫۹۰	۱۵٫۸۸	۱۵٫۹۲	۱۵٫۹۳	۱۵٫۹۰	۱۵٫۹۲	۱۶٫۲۳	۱۵٫۹۸	۱۵٫۹۶	۱۵٫۹۹
Z	۴٫۰۸	۴٫۱۶	۴٫۰۱	۴٫۰۱	۴٫۰۹	۴٫۰۱	۳٫۴۴	۳٫۸۳	۴٫۰۳	۳٫۹۴
Ab	۵۴٫۲۰	۵۴٫۷۰	۵۴٫۴۰	۶۱٫۸۰	۵۸٫۸۰	۶۲٫۲۰	۷۳٫۸۰	۷۳٫۸۰	۹۳٫۶۰	۹۷٫۸۰
An	۴۴٫۷۰	۴۴٫۵۰	۴۳٫۷۰	۳۶٫۴۰	۳۹٫۷۰	۳۵٫۴۰	۲۲٫۸۰	۱۶٫۹۰	۴٫۳۰	۰٫۷۰
Or	۱٫۱۰	۰٫۹۰	۱٫۹۰	۱٫۸۰	۱٫۵۰	۲٫۴۰	۳٫۴۰	۹٫۳۰	۲٫۱۰	۱٫۵۰

جدول ۱ ادامه

Sample / Oxide	Tz10-34	Tz10-41	Tz10-42	Tz10-51	Tz10-52	Tz11-31	Tz11-32	Tz11-41	Tz11-42	Tz11-52
SiO_2	۶۸٫۴۴	۶۵٫۵۵	۶۷٫۱۸	۶۲٫۹۷	۶۵٫۸۹	۶۷٫۳۳	۶۷٫۰۵	۶۷٫۸۳	۶۷٫۷۹	۶۷٫۲۴
Al_2O_3	۱۹٫۳۷	۲۰٫۶۱	۲۰٫۳۴	۱۸٫۴۹	۲۰٫۳۵	۲۰٫۴۱	۱۹٫۲۲	۱۹٫۲۳	۱۹٫۰۶	۱۹٫۶۸
CaO	۰٫۲۱	۱٫۹۸	۰٫۲۰	۳٫۳۶	۰٫۷۹	۰٫۷۶	۰٫۷۱	۰٫۵۳	۰٫۴۳	۰٫۷۶
Na_2O	۱۱٫۵۲	۹٫۱۲	۱۰٫۶۴	۹٫۷۴	۹٫۷۸	۱۰٫۶۷	۱۲٫۰۸	۱۱٫۲۹	۱۱٫۱۲	۱۱٫۱۵
K_2O	۰٫۰۵	۱٫۲۹	۰٫۹۲	۰٫۳۸	۰٫۷۶	۰٫۴۰	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۱۷
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۱۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۱۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳
TiO_2	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۵	0	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
BaO	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۰۱
SrO	۰٫۰۱	0	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۲۶	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰
FeO	۰٫۰۲	۰٫۱۷	۰٫۴۸	۰٫۲۸	۰٫۳۳	۱٫۲۶	۰٫۱۴	۰٫۲۵	۰٫۱۶	۰٫۲۲
Fe_2O_3	۰٫۰۰	0	۰٫۰۰	0	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۹۹٫۶۵	۹۸٫۸۳	۹۹٫۹۲	۹۵٫۳۴	۹۸٫۰۱	۱۰۱٫۰۲	۹۹٫۳۹	۹۹٫۳۲	۹۸٫۷۶	۹۹٫۲۷
Si	۱۱٫۹۹	۱۱٫۶۷	۱۱٫۸۱	۱۱٫۷۷	۱۱٫۷۷	۱۱٫۷۵	۱۱٫۸۷	۱۱٫۹۶	۱۲٫۰۰	۱۱٫۸۷
Al	۴٫۰۰	۴٫۳۳	۴٫۲۱	۴٫۰۱	۴٫۲۸	۴٫۱۹	۴٫۰۱	۳٫۹۹	۳٫۹۷	۴٫۰۹
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۱۸	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Ba	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۴	۰٫۳۷	۰٫۰۴	۰٫۶۴	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۱۴
Na	۳٫۹۱	۳٫۱۷	۳٫۶۳	۳٫۴۶	۳٫۳۹	۳٫۶۱	۴٫۱۵	۳٫۸۶	۳٫۸۲	۳٫۸۲
K	۰٫۰۱	۰٫۳۲	۰٫۲۱	۰٫۰۸	۰٫۱۷	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۴
Cations	۱۹٫۹۶	۱۹٫۸۹	۱۹٫۹۹	۱۹٫۹۹	۱۹٫۸۳	۲۰٫۰۰	۲۰٫۲۲	۱۹٫۹۹	۱۹٫۹۳	۲۰٫۰۱
X	۱۵٫۹۹	۱۶٫۰۱	۱۶٫۰۲	۱۵٫۷۷	۱۶٫۰۶	۱۵٫۹۴	۱۵٫۸۸	۱۵٫۹۵	۱۵٫۹۷	۱۵٫۹۶
Z	۳٫۹۷	۳٫۸۸	۳٫۹۷	۴٫۲۱	۳٫۷۷	۴٫۰۶	۴٫۳۴	۴٫۰۳	۳٫۹۵	۴٫۰۴
Ab	۹۸٫۷۰	۸۲٫۳۰	۹۳٫۷۰	۸۲٫۹۰	۹۱٫۳۰	۹۴٫۰۰	۹۶٫۲۰	۹۶٫۸۰	۹۷٫۳۰	۹۵٫۴۰
An	۱٫۰۰	۹٫۵۰	۱٫۰۰	۱۵٫۳۰	۴٫۱۰	۳٫۷۰	۳٫۱۰	۲٫۵۰	۲٫۱۰	۳٫۶۰
Or	۰٫۳۰	۸٫۲۰	۵٫۳۰	۱٫۸۰	۴٫۶۰	۲٫۳۰	۰٫۷۰	۰٫۷۰	۰٫۶۰	۱٫۰۰

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.5.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.59]



شکل ۴ ترکیب کانی شناسی فلدسپات‌های قلیایی گابرو مونزو گابرو در نمودار Or-Ab-An .

آمفیبول: نتایج تجزیه آمفیبول‌ها و فرمول ساختاری محاسبه شده بر اساس ۱۳ کاتیون (13eCNK) و ۲۳ اتم اکسیژن در جدول ۲ آمده است. آمفیبول‌ها در گستره آمفیبول‌های کلسیمی قرار دارند، از نوع کرسوتیت با بیشینه TiO_2 ۶٫۸ درصد هستند (شکل‌های ۵ الف و ب). نمونه‌های با مقدار K_2O بالای ۱٫۵ درصد وزنی نیز از نوع کرسوتیت پتاسیمی هستند [۱۵]. این کانی از مرکز به لبه بلورها، از سدیم سرشارتر و از تیتانیوم فقیر می‌شود (مقدار اکسید سدیم از ۲٫۳ تا ۲٫۷۵ و اکسید تیتانیوم از ۶٫۹۳-۴٫۶۸ درصد وزنی تغییر می‌کند). این روند تغییرات گویای رخداد جانشینی $Na^{A}Al{=}{=}Ti$ است که در سنگ‌های زیر اشباع از سیلیس بسیار دیده می‌شود [۱۶].

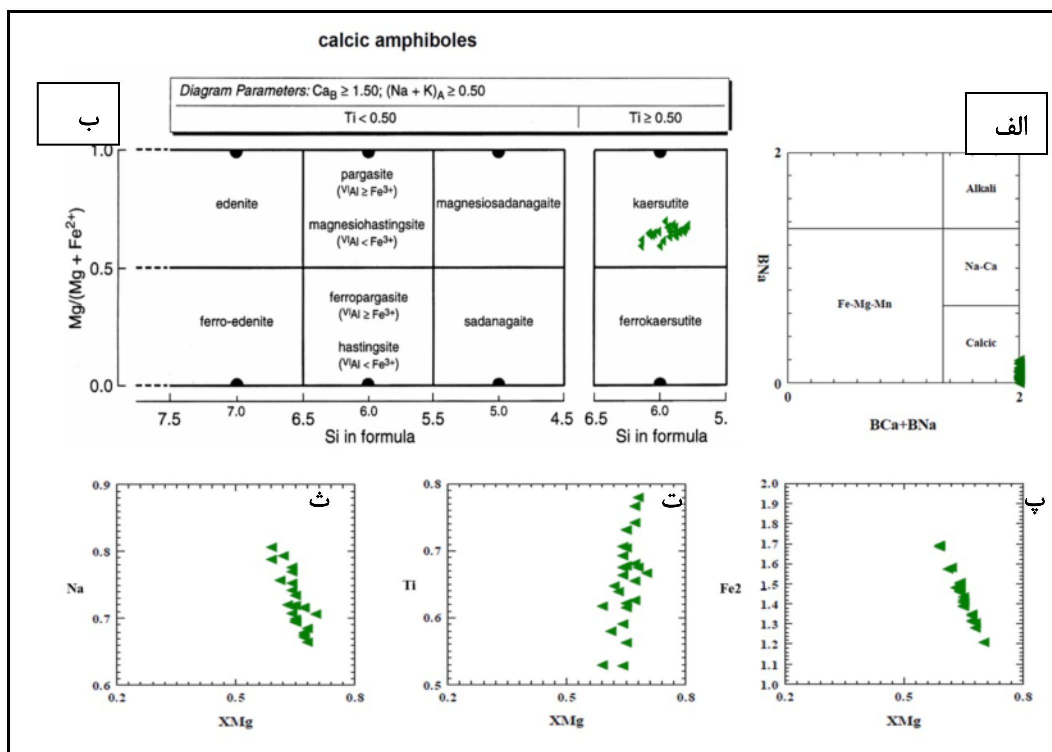
جدول۲ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی آمفیبول و محاسبات ساختاری بر اساس ۲۳ اکسیژن.

Sample / Oxide	Tz9-11	Tz9-12	Tz9-21	Tz9-22	Tz9-25	Tz9-26	Tz9-31	Tz9-32	Tz9-41	Tz9-42	Tz9-43	Tz9-44	Tz10-21
SiO_2	۳۸٫۹۶	۳۹٫۴۳	۳۸٫۸۵	۳۹٫۰	۳۹٫۰۰	۳۸٫۷۹	۴۰٫۰۱	۳۹٫۷۲	۳۹٫۴۵	۳۸٫۷۸	۳۹٫۴۹	۳۹٫۲۰	۳۹٫۹۰
TiO_2	۶٫۸۵	۶٫۰۱	۶٫۴۸	۶٫۶۲	۵٫۸۵	۵٫۹۷	۴٫۶۹	۵٫۱۳	۶٫۰۷	۶٫۹۳	۵٫۶۷	۶٫۲۶	۵٫۵۹
Al_2O_3	۱۳٫۷۵	۱۳٫۶۶	۱۳٫۸۰	۱۳٫۷۶	۱۳٫۴۸	۱۳٫۵۳	۱۳٫۱۱	۱۳٫۳۰	۱۳٫۷۴	۱۳٫۹۱	۱۳٫۵۶	۱۳٫۷۴	۱۳٫۳۲
FeO	۱۰٫۵۲	۱۱٫۷۱	۱۱٫۱۰	۱۰٫۷۶	۱۱٫۶۰	۱۱٫۱۷	۱۳٫۴۴	۱۲٫۵۱	۱۰٫۵۵	۱۰٫۲۵	۱۱٫۷۹	۱۱٫۰۹	۱۰٫۸۲
MnO	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۰۶	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۳
MgO	۱۲٫۰۴	۱۱٫۴۹	۱۱٫۶۷	۱۲٫۰۰	۱۱٫۵۰	۱۱٫۷۲	۱۰٫۹۴	۱۱٫۱۰	۱۲٫۰۶	۱۲٫۰۲	۱۱٫۳۱	۱۱٫۶۶	۱۲٫۳۵
CaO	۱۲٫۲۵	۱۲٫۲۱	۱۲٫۲۱	۱۲٫۲۶	۱۱٫۸۶	۱۲٫۰۰	۱۱٫۷۹	۱۲٫۱۱	۱۲٫۳۷	۱۲٫۵۱	۱۲٫۱۶	۱۲٫۲۷	۱۱٫۷۵
Na_2O	۲٫۳۳	۲٫۴۵	۲٫۴۱	۲٫۳۴	۲٫۴۶	۲٫۳۸	۲٫۷۱	۲٫۶۰	۲٫۳۵	۲٫۳۶	۲٫۴۸	۲٫۴۰	۲٫۴۸
K_2O	۱٫۳۲	۱٫۳۲	۱٫۳۲	۱٫۳۲	۱٫۳۱	۱٫۳۴	۱٫۴۲	۱٫۴۱	۱٫۳۸	۱٫۳۶	۱٫۳۴	۱٫۳۱	۱٫۴۷
Cr_2O_3	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۰۵
Total	۹۸٫۲۲	۹۸٫۵۰	۹۸٫۰۱	۹۸٫۲۷	۹۷٫۲۶	۹۷٫۰۹	۹۸٫۳۲	۹۸٫۰۸	۹۸٫۱۵	۹۸٫۳۰	۹۸٫۰۴	۹۸٫۱۷	۹۷٫۸۶
TSi	۵٫۸۱	۵٫۸۸	۵٫۸۲	۵٫۸۱	۵٫۸۸	۵٫۸۵	۶٫۰۰	۵٫۹۷	۵٫۸۸	۵٫۷۹	۵٫۹۳	۵٫۸۶	۵٫۹۴
TAl	۲٫۱۹	۲٫۱۲	۲٫۱۸	۲٫۱۹	۲٫۱۳	۲٫۱۵	۲٫۰۰	۲٫۰۳	۲٫۱۲	۲٫۲۱	۲٫۰۸	۲٫۱۴	۲٫۰۶
Sum_T	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰
CAl	۰٫۲۲	۰٫۲۸	۰٫۲۵	۰٫۲۳	۰٫۲۷	۰٫۲۵	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۳۰	۰٫۲۴	۰٫۳۲	۰٫۲۸	۰٫۲۷
CCr	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰
CTi	۰٫۷۷	۰٫۶۸	۰٫۷۳	۰٫۷۴	۰٫۶۶	۰٫۶۸	۰٫۵۳	۰٫۵۸	۰٫۶۸	۰٫۷۸	۰٫۶۴	۰٫۷۰	۰٫۶۳
CMg	۲٫۶۸	۲٫۵۵	۲٫۶۱	۲٫۶۷	۲٫۵۸	۲٫۶۳	۲٫۴۵	۲٫۴۹	۲٫۶۸	۲٫۶۸	۲٫۵۳	۲٫۶۰	۲٫۷۴
CFe2	۱٫۳۱	۱٫۴۶	۱٫۳۹	۱٫۳۴	۱٫۴۶	۱٫۴۱	۱٫۶۹	۱٫۵۷	۱٫۳۲	۱٫۲۸	۱٫۴۸	۱٫۳۹	۱٫۳۵
CMn	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Sum_C	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰
BCa	۱٫۹۶	۱٫۹۵	۱٫۹۶	۱٫۹۶	۱٫۹۱	۱٫۹۴	۱٫۹۰	۱٫۹۵	۱٫۹۸	۲٫۰۰	۱٫۹۶	۱٫۹۷	۱٫۸۷
BNa	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۱۱	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۱۳
Sum_B	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰
ANa	۰٫۶۳	۰٫۶۶	۰٫۶۶	۰٫۶۳	۰٫۶۳	۰٫۶۴	۰٫۶۸	۰٫۷۱	۰٫۶۶	۰٫۶۹	۰٫۶۸	۰٫۶۶	۰٫۵۹
AK	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۵	۰٫۲۸
Sum_A	۰٫۸۸	۰٫۹۱	۰٫۹۱	۰٫۸۸	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۹۵	۰٫۹۸	۰٫۹۲	۰٫۹۵	۰٫۹۳	۰٫۹۱	۰٫۸۷
Sum_cat	۱۵٫۸۸	۱۵٫۹۱	۱۵٫۹۱	۱۵٫۸۸	۱۵٫۸۸	۱۵٫۸۹	۱۵٫۹۵	۱۵٫۹۸	۱۵٫۹۲	۱۵٫۹۵	۱۵٫۹۳	۱۵٫۹۱	۱۵٫۸۷
Sum_oxy	۲۳٫۲۱	۲۳٫۱۹	۲۳٫۲۱	۲۳٫۱۹	۲۳٫۱۴	۲۳٫۱۵	۲۳٫۱۱	۲۳٫۲۰	۲۳٫۲۲	۲۳٫۲۸	۲۳٫۲۱	۲۳٫۲۲	۲۳٫۱۰

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.5.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.59]

جدول ۲ ادامه

Sample / Oxide	Tz10-22	Tz10-31	Tz10-32	Tz10-53	Tz10-54	Tz11-61	Tz11-62	Tz11-71	Tz11-72	Tz11-73	Tz11-81	Tz11-82
SiO_2	۳۹٫۶۷	۳۹٫۶۱	۳۹٫۷۱	۴۰٫۰۲	۴۰٫۳۰	۴۰٫۳۱	۴۰٫۱۲	۳۹٫۹۰	۳۹٫۳۸	۴۰٫۷۹	۴۰٫۶۱	۴۰٫۶۷
TiO_2	۵٫۵۴	۶٫۰۲	۵٫۹۱	۴٫۹۸	۴٫۶۸	۶٫۱۹	۶٫۱۱	۵٫۸۵	۵٫۴۷	۵٫۲۷	۵٫۵۳	۵٫۷۳
Al_2O_3	۱۳٫۵۲	۱۳٫۲۶	۱۳٫۴۸	۱۳٫۱۵	۱۳٫۱۵	۱۱٫۸۷	۱۱٫۵۳	۱۳٫۲۳	۱۳٫۴۸	۱۲٫۳۹	۱۱٫۵۶	۱۱٫۶۹
FeO	۱۱٫۲۸	۱۰٫۴۸	۹٫۶۴	۱۱٫۳۱	۱۱٫۶۳	۱۱٫۵۹	۱۱٫۱۸	۱۰٫۸۲	۱۱٫۴۶	۱۲٫۰۹	۱۳٫۴۱	۱۲٫۵۶
MnO	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۳۲	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۷	۰٫۲۳	۰٫۱۷
MgO	۱۱٫۹۲	۱۲٫۴۹	۱۲٫۳۹	۱۱٫۹۱	۱۱٫۷۸	۱۱٫۸۳	۱۱٫۷۵	۱۲٫۲۸	۱۲٫۰۱	۱۱٫۸۹	۱۰٫۹۲	۱۱٫۵۲
CaO	۱۱٫۸۹	۱۲٫۱۹	۱۱٫۳۷	۱۱٫۴۰	۱۱٫۲۴	۱۱٫۷۸	۱۱٫۷۹	۱۱٫۸۴	۱۱٫۷۹	۱۱٫۷۱	۱۱٫۶۱	۱۱٫۸۳
Na_2O	۲٫۴۰	۲٫۳۰	۲٫۴۳	۲٫۵۲	۲٫۵۵	۲٫۶۷	۲٫۷۱	۲٫۴۸	۲٫۴۸	۲٫۶۱	۲٫۷۶	۲٫۵۳
K_2O	۱٫۴۹	۱٫۴۷	۱٫۵۲	۱٫۵۵	۱٫۵۸	۱٫۰۱	۱٫۲۳	۱٫۵۰	۱٫۲۸	۱٫۲۷	۱٫۱	۱٫۱۹
Cr_2O_3	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۱
Total	۹۷٫۹۲	۹۸٫۰۲	۹۶٫۶۶	۹۷٫۰۴	۹۷٫۱۴	46/97	83/96	۹۸٫۰۸	۹۷٫۵۴	۹۸٫۲۶	75/97	99/97
TSi	۵٫۹۲	۵٫۹۰	۵٫۹۶	۶٫۰۱	۶٫۰۴	۶٫۰۸	۶٫۰۶	۵٫۹۴	۵٫۸۹	۶٫۰۷	۶٫۱۴	۶٫۱۳
TAl	۲٫۰۸	۲٫۱۰	۲٫۰۴	۱٫۹۹	۱٫۹۶	۱٫۹۲	۱٫۹۴	۲٫۰۶	۲٫۱۱	۱٫۹۳	۱٫۸۶	۱٫۸۷
Sum_T	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰
CAl	۰٫۳۰	۰٫۲۳	۰٫۳۴	۰٫۳۴	۰٫۳۶	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۵	۰٫۲۱	۰٫۱۸
CCr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
CTi	۰٫۶۲	۰٫۶۸	۰٫۶۷	۰٫۵۶	۰٫۵۳	۰٫۷۱	۰٫۶۹	۰٫۶۶	۰٫۶۲	۰٫۵۹	۰٫۶۲	۰٫۶۵
CMg	۲٫۶۵	۲٫۷۸	۲٫۷۷	۲٫۶۷	۲٫۶۳	۲٫۶۵	۲٫۶۵	۲٫۷۳	۲٫۶۸	۲٫۶۴	۲٫۴۴	۲٫۵۶
CFe2	۱٫۴۱	۱٫۳۱	۱٫۲۱	۱٫۴۲	۱٫۴۶	۱٫۴۷	۱٫۵۰	۱٫۳۵	۱٫۴۳	۱٫۵۱	۱٫۶۹	۱٫۵۸
CMn	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Sum_C	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰
BCa	۱٫۹۰	۱٫۹۵	۱٫۸۳	۱٫۸۳	۱٫۸۱	۱٫۹۳	۱٫۹۰	۱٫۸۹	۱٫۸۹	۱٫۸۷	۱٫۹۰	۱٫۸۹
BNa	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۲۰	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۱۱
Sum_B	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰
ANa	۰٫۶۰	۰٫۶۱	۰٫۵۴	۰٫۵۷	۰٫۵۵	۰٫۷۰	۰٫۶۸	۰٫۶۰	۰٫۶۱	۰٫۶۲	۰٫۷۰	۰٫۶۹
AK	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۳۰	۰٫۳۰	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۲۹	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۲۱	۰٫۲۱
Sum_A	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۸۳	۰٫۸۷	۰٫۸۵	۰٫۹۱	۰٫۹۰	۰٫۸۹	۰٫۸۵	۰٫۸۶	۰٫۹۱	۰٫۹۰
Sum_cat	۱۵٫۸۸	۱۵٫۸۹	۱۵٫۸۳	۱۵٫۸۷	۱۵٫۸۵	۱۵٫۹۱	۱۵٫۹۰	۱۵٫۸۹	۱۵٫۸۵	۱۵٫۸۶	۱۵٫۹۱	۱۵٫۹۰
Sum_oxy	۲۳٫۱۳	۲۳٫۱۶	۲۳٫۱۴	۲۳٫۰۸	۲۳٫۰۶	۲۳٫۲۵	۲۳٫۱۹	۲۳٫۱۴	۲۳٫۰۶	۲۳٫۱۱	۲۳٫۲۰	۲۳٫۲۱



شکل ۵ ترکیب آمفیبول در گابروی قلیایی مونزو گابرو: الف) نمودار BNa-BNa+BCa که براساس آن، نمونه‌ها در گستره آمفیبول‌های کلسیمی قرار دارد. ب) در نمودار $Mg/Mg+Fe^{2+}$-Si که براساس آن و با توجه به Ti>0.5 نمونه از نوع کرسوتیت است. پ، ت و ث) تغییرات عناصر Fe^{2+}، Ti و Na نسبت به $Mg^{\#}$.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.5.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.59]

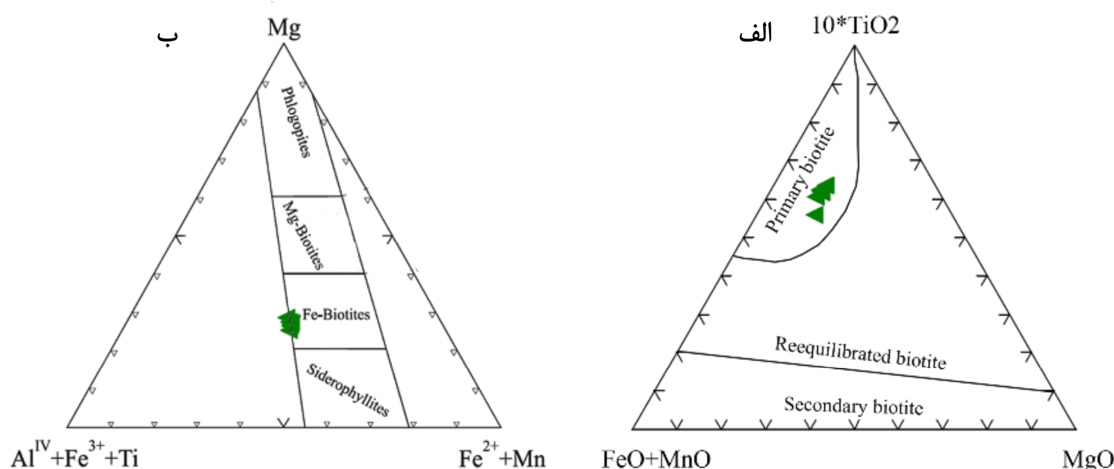
در اصل، آمفیبول‌های رشد کرده در توده‌های قلیایی بیشتر از نوع کلسیمی (و سدیمی کلسیمی) و ناشی از رشد در مراحل پایانی ماگمایی یا رشد بعدی در لبه پیروکسن‌ها هستند که مقدار سدیم آن‌ها به تدریج افزایش می‌یابد [۱۷]. مقدار اکسید آهن نیز همگام با کاهش $Mg^{\#}$ افزایش یافته و از ۹/۶۴ به ۱۳/۴۴ درصد وزنی می‌رسد (شکل ۵) که نشان از روند کلی دگرگونی ماگمایی دارد.

میکا: نتایج تجزیه بیوتیت‌های نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۳ آمده است. بیوتیت‌های مورد بررسی براساس نمودار TiO_2-MgO-FeO+MnO، از نوع بیوتیت‌های ماگمایی اولیه [۱۸] و برپایه نمودار تقسیم‌بندی بر اساس $Mg-Al^{IV}+Fe^{3+}+Ti-Fe^{2+}+Mn$ در گستره بیوتیت‌های غنی از آهن [۱۹] قرار دارند (شکل ۶). بیوتیت‌ها بر اثر افزایش فاز سیال در مراحل پایانی ماگمایی و سپس از تبلور آمفیبول در لبه بلورهای مافیک قدیمی‌تر به وجود آمده اند (شکل ۳ ب). مقدار بالای پتاسیم آمفیبولها به نوعی توانسته است که مکان‌های مناسبی را برای رشد بعدی بیوتیت در لبه این کانی ایجاد کند. بیوتیت‌ها مشابه آمفیبول‌ها غنی از سازنده TiO_2 و دارای بیشینه ۵/۳ درصد از این اکسید هستند.

جدول۳ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی بیوتیت بر اساس ۱۱ اکسیژن.

Sample / Oxide	Tz9-33	Tz9-54	Tz10-63	Tz10-64	Tz11-11	Tz11-12
SiO_2	۳۶/۹۵	۳۶/۸۲	۳۶/۸۷	۳۶/۸۷	۳۷/۸۰	۳۵/۹۷7
TiO_2	۵/۳۲	۵/۱۲	۵/۱۵	۵/۲۷	۴/۸۹	۳/۹۷
Al_2O_3	۱۳/۵۸	۱۳/۷۲	۱۳/۵۸	۱۳/۴۸	۱۴/۰۳	۱۴/۶۸
FeO	۲۰/۷۲	۲۱/۴۵	۲۲/۱۲	۲۲/۴۸	۲۲/۵۰	۲۱/۶۹
MgO	۹/۸۸	۹/۲۶	۹/۸۷	۹/۵۵	۸/۹۴	۹/۳۲
K2O	۸/۴۱	۹/۱۹	۹/۲۸	۹/۲۰	۸/۴۲	۹/۵۲
CaO	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۱
Na_2O	۰/۵۳	۰/۲۹	۰/۳۹	۰/۳۵	۰/۵۰	۰/۰۴
SrO	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۳
BaO	۰/۴۱	/۳۹۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۸۷	۰/۶۹
MnO	۰/۱۳	۰/۲۳	۰/۱۵	۰/۲۲	۰/۱۲	۰/۲۰
Total	۹۶/۰۵	۹۶/۷۰	۹۷/۴۴	۹۷/۴۵	۵/۱۵	۹۶/۱۰
Si	۵/۸۱	۵/۸۱	۵/۷۳	۵/۷۴	۵/۵۹	۵/۶۹
AlIV	۲/۲۰	۲/۱۹	۲/۲۷	۲/۲۷	۲/۴۲	۲/۳۱
AlVI	۰/۳۲	۰/۳۵	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۴۳
Ti	۰/۶۳	۰/۶۱	۰/۶۰	۰/۶۲	۰/۵۹	۰/۴۷
Fe^{2+}	۲/۷۲	۲/۸۳	۲/۸۷	۲/۹۳	۳/۰۲	۲/۸۷
Mn	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳
Mg	۲/۳۲	۲/۱۸	۲/۲۹	۲/۲۲	۲/۱۴	۲/۲۰
Ba	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۴
Ca	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Na	۰/۰۱۶	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۱۶	۰/۰۱
K	۱/۶۹	۱/۸۵	۱/۸۴	۱/۸۲	۱/۷۲	۱/۹۲
Cations	۱۵/۸۹	۱۵/۹۹	۱۵/۹۶	۱۵/۹۴	۱۵/۹۴	۱۵/۹۸
Fe_FeMg	۰/۵۴	۰/۵۷	۰/۵۶	۰/۵۷	۰/۵۹	۰/۵۷
Mg_FeMg	۰/۴۶	۰/۴۳	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۴۱	۰/۴۳

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.5.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.59]



شکل ۶ الف) منشا ماگمایی بیوتیت‌ها در نمودار $10*TiO_2$-MgO-FeO+MnO [۱۸]. ب) ترکیب کانی‌شناسی میکاها در نمودار -Mg $(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)$-$(Fe^{2+}+Mn)$ [۱۹] از نوع بیوتیت‌های غنی از آهن است.

زمین دما-فشارسنجی

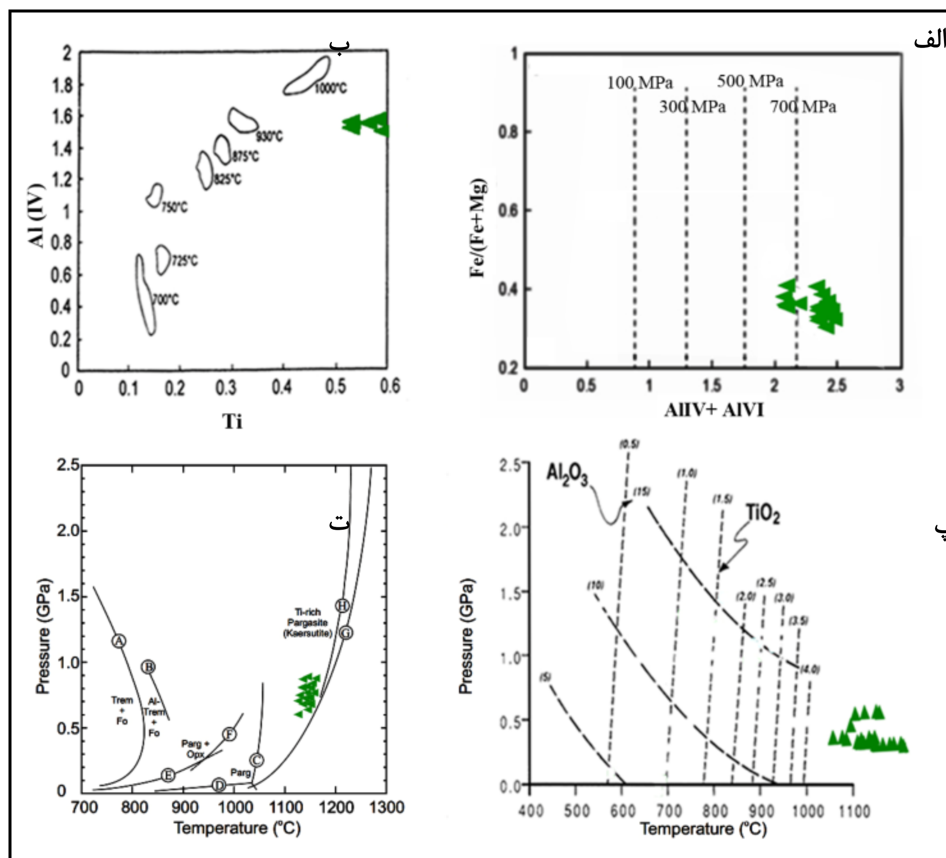
زمین دما-فشارسنجی براساس آمفیبول

ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها به ویژه مقدار سدیم، کلسیم، تیتانیوم و آلومینیم در ساختار فرمولی آنها وابسته به ترکیب شیمیایی، شرایط فشار، دما و گریزندگی اکسیژن ماگماست [۲]. تنوع ساختاری و ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها موجب می‌شود تا آمفیبول ها بتوانند در گستره وسیعی از فشار و دما، در سنگ‌های متفاوت ظاهر شوند. در آمفیبول‌ها، کاتیون‌هایی از قبیل تیتانیوم و آلومینیم چار وجهی نسبت به تغییرات دما حساس هستند و افزایش دما باعث افزایش مقدار Ti و Al^{IV} شده، اما مقدار Al^{VI} بر خلاف Al^{IV}، متناسب با افزایش فشار زیاد می‌شود و دما بر آن اثری ندارد. بنابراین، محاسبه مقدار Al^{VI} و Al^{tot} می‌تواند در اصل اساس ارزیابی فشار با استفاده از ترکیب آمفیبول باشد، زیرا مقدار Al آمفیبول بیشتر تابع فشار تبلور است تا غلظت Al ماگمای مادری که از آن متبلور می‌شود. تاکنون روش‌های متعددی برای ارزیابی فشار بر پایه ترکیب هورنبلند معرفی شده است که در بیشتر آنها، فشار فقط براساس مقدار Al موجود در آمفیبول و بدون توجه به عوامل دیگر چون دما، محاسبه می‌شود [۲۰-۲۳]. بر این اساس و با توجه به خاستگاه ماگمایی آمفیبول‌های مورد بررسی، می‌توان از روش‌های سنجش دما و فشار تبلور این کانی استفاده کرد.

فشارهای به دست آمده از روش‌های معمول محاسباتی و نموداری (شکل ۷ الف) مراجع مختلف در جدول ۴ آمده است. این مقادیر بیانگر فشارهای حدود ۶٫۳ تا ۸٫۲ کیلوبار و ژرفای تقریبی ۱۷ تا ۲۳ کیلومتر معادل پوسته زیرین تا گوشته بالایی هستند که می‌توانند با عمق پیشنهادی برای تبلور کرسوتیت‌ها همخوانی داشته باشند. برای برآورد دمای تبلور کرسوتیت‌ها به دلیل اپیدوتی شدن شدید پلاژیوکلازها و نبود شرط تعادل در زوج کانی پلاژیوکلاز-آمفیبول، فقط از روش‌های دماسنجی بر پایه شیمی کانی آمفیبول استفاده شد. در روش کلمبی [۲۴] که براساس تغییر مقدار Ti در ترکیب ساختاری آمفیبول با دماست، دمای تبلور کرسوتیت‌ها ۱۳۶۲-۱۱۱۸ درجه سانتیگراد به دست می‌آید که بسیار بالاتر از گستره پایداری آمفیبول‌های ماگمایی است. بنابراین در استفاده از رابطه پیشنهادی کلمبی دماسنجی آمفیبول‌های غنی از تیتانیوم باید با احتیاط عمل کرد. اغلب نمونه‌ها خارج از نمودارهای Al^{IV} نسبت به Ti [۲۵] و تغییرات TiO_2 با دما و Al_2O_3 با فشار [۲۶] که بیشتر بر اساس نتایج تجربی رسم شده‌اند، و در بخش‌های با دمای بیش از ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد قرار می‌گیرند (شکل‌های ۷ ب و پ). لیائو و همکاران به دلیل انتشار سریع کاتیونی طی سردشدن آهسته، دماسنجی سنگ‌های برآمده از دگرگونی درجه بالا را دشوار می‌دانند [۲۷]. ایشان براساس مقدار تیتانیوم آمفیبول‌های کلسیمی (Ti-Amp)، دمای تشکیل آمفیبول را تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد دوباره محاسبه و رابطه دماسنجی جدید $T=2400/(1.52-\log Ti_{Amp})-273$ را پیشنهاد دادند که برای همه سنگ‌های آمفیبول دار آذرین و دگرگونی طبیعی کاربرد دارد. دماها با این روش ۱۲۰۱-۱۰۶۲ درجه سانتیگراد به دست

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.5.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.59]

آمدند (جدول ۴). به جز روابط تغییرات مقدار Ti آمفیبول‌ها با دما، رابطه مستقیمی نیز بین مقدار Na+K در جایگاه A آمفیبول‌ها با دما وجود دارد و از رابطه $T=479.8*(Na+K)^{A}+643.5$، می‌توان دمای تبلور کرسوتیت‌ها را محاسبه کرد [۲۸]. از این روش، گستره دمای تبلور ۱۱۱۳-۱۰۴۰ درجه سانتیگراد به دست می‌آید که افزون بر همپوشی با نتایج روش لیائو و همکاران [۲۷] به نظر اعداد واقعی‌تر و منطقی‌تری هستند. در مجموع، صرف نظر از زمین دماسنجی به روش کلمبی [۲۴]، گستره‌های دما و فشار محاسبه شده برای تبلور نمونه‌های مورد بررسی (جدول ۴) به خوبی با داده‌های تجربی میدان پایداری کرسوتیت [۲۹] همخوانی داشته (شکل ۷ ت) و در این گستره قرار دارند.



شکل ۷ الف) گستره فشار آمفیبول‌ها در نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ نسبت به $Al^{IV}+Al^{VI}$ [۲۳] ب) گستره تقریبی دما در نمودار Al^{IV} نسبت به Ti آمفیبول [۲۵]، پ) گستره فشار و دمای برخی از نمونه‌ها براساس مقدار Al_2O_3 و TiO_2 آمفیبول [۲۶] و ت) میدان پایداری آمفیبول‌های کلسیمی در نمودار فشار -دما [۲۹]. G منحنی پایداری پارگازیت غنی از Ti (هاستنگزیت منیزیمی) و H منحنی پایداری کرسوتیت است.

جدول ۴ برآورد فشار و دمای تبلور کرسوتیت به روش‌های مختلف.

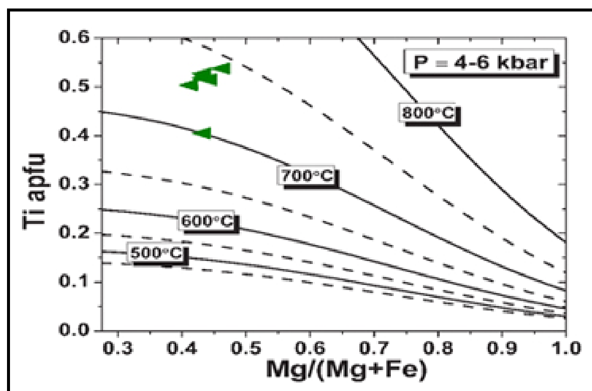
P (kbars)		کمینه	بیشینه	میانگین (۲۵)
[۲۱]	$P (\pm3) = -3.92 + 5.03\ Al\ (total)$	۶٫۳	۸٫۳	۷٫۷
[۲۰]	$P (\pm1.0) = -4.76 + 5.64\ Al\ (total)$	۶٫۷	۸٫۹	۸٫۲
[۲۲]	$P (\pm0.5) = -3.46 + 4.23\ Al\ (total)$	۵٫۱	۶٫۸	۶٫۳
[۲۳]	$P (\pm0.6) = -3.01 + 4.76\ Al\ (total)$	۶٫۷	۸٫۵	۸
T(°C)				
[۲۴]	$T=(980*Ti)+600 (Ti>0.08pfu)$	۱۱۱۶	۱۳۶۳	۱۲۴۱
[۲۷]	$T=2400/(1.52-\log Ti_{Amp})-273$	۱۰۶۲	۱۲۰۱	۱۱۳۴
[۲۸]	$T=479.8*(Na+K)^{A}+643.5$	۱۰۴۰	۱۱۱۳	۱۰۷۳

دماسنجی بر اساس بیوتیت.

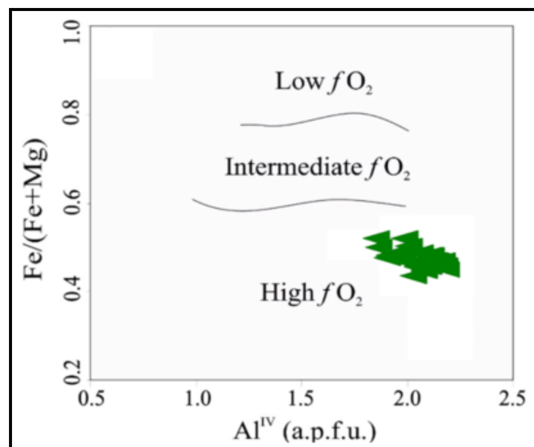
سازنده تیتانیوم بیوتیت‌ها (مانند آمفیبول‌ها) رابطه مستقیمی با افزایش دما دارد (بر خلاف افزایش فشار) و انحلال‌پذیری این عنصر را در بیوتیت را زیاد می‌کند [۳۰]. در واقع، بیوتیت‌های پیشتر متبلور شده طی تبلور بخشی ماگما، اغلب تیتانیوم بیشتری در ساختار خود جای داده و با پیشرفت دگرگونی ماگما از این عنصر فقیرتر می‌شوند. با توجه به ماهیت ماگمایی بیوتیت‌ها (شکل ۶ الف) و غنی بودن از TiO_2، از ترکیب شیمیایی این کانی می‌توان برای تعیین دمای تبلور استفاده کرد. بر این اساس برپایه نمودار Ti نسبت به Mg/(Mg+Fe) بیوتیت‌ها [۳۱] دمای تبلور در گستره ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه قرار دارد (شکل ۸).

تعیین گریزندگی اکسیژن ماگما

مقدار تمرکز اکسیژن در ماگماها را به صورت گریزندگی اکسیژن بیان می‌کنند. گریزندگی اکسیژن عامل مهمی در کنترل فرایندهای ماگمایی، روند تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته است. گریزندگی بالا شکل‌گیری و فراوانی اکسیدهای آهن و تیتان را به همراه دارد و پایین بودن گریزندگی اکسیژن نیز شاخص تشکیل در مراحل اولیه تبلور ماگماست [۳۲]. یکی از روش‌های برآورد گریزندگی اکسیژن (fo2) سنگ‌های منطقه استفاده از رابطه $LogfO_2=-30930/T+14.98+0.142$ (P-1)/T برای آمفیبول‌های دارای $Fe^{tot}/(Fe^{tot}+Mg)>0.3$ و $Al^{IV}>$۰/۷۵ است [۳۳]. در این رابطه، دما برحسب کلوین و فشار بر حسب بار است. لگاریتم گریزندگی اکسیژن نمونه‌ها برای کمترین و بیشترین دما و فشار، از حدود ۶/۵۶- تا ۷/۹- تغییر می‌کند. در نمودار Fe/(Fe+Mg)-Al(IV) (شکل ۹) نیز، نمونه‌ها در بخش گریزندگی بالای اکسیژن قرار می‌گیرند [۳۴]. تبلور بیوتیت‌های سرشار از آهن [۳۳] و ناهنجاری منفی ناچیز Eu در انواع مختلف سنگ‌های زیر اشباع منطقه زریگان [۹] را می توان از جمله شواهد دیگر گریزندگی بالای اکسیژن ماگمای مادر نمونه‌های مورد بررسی دانست.



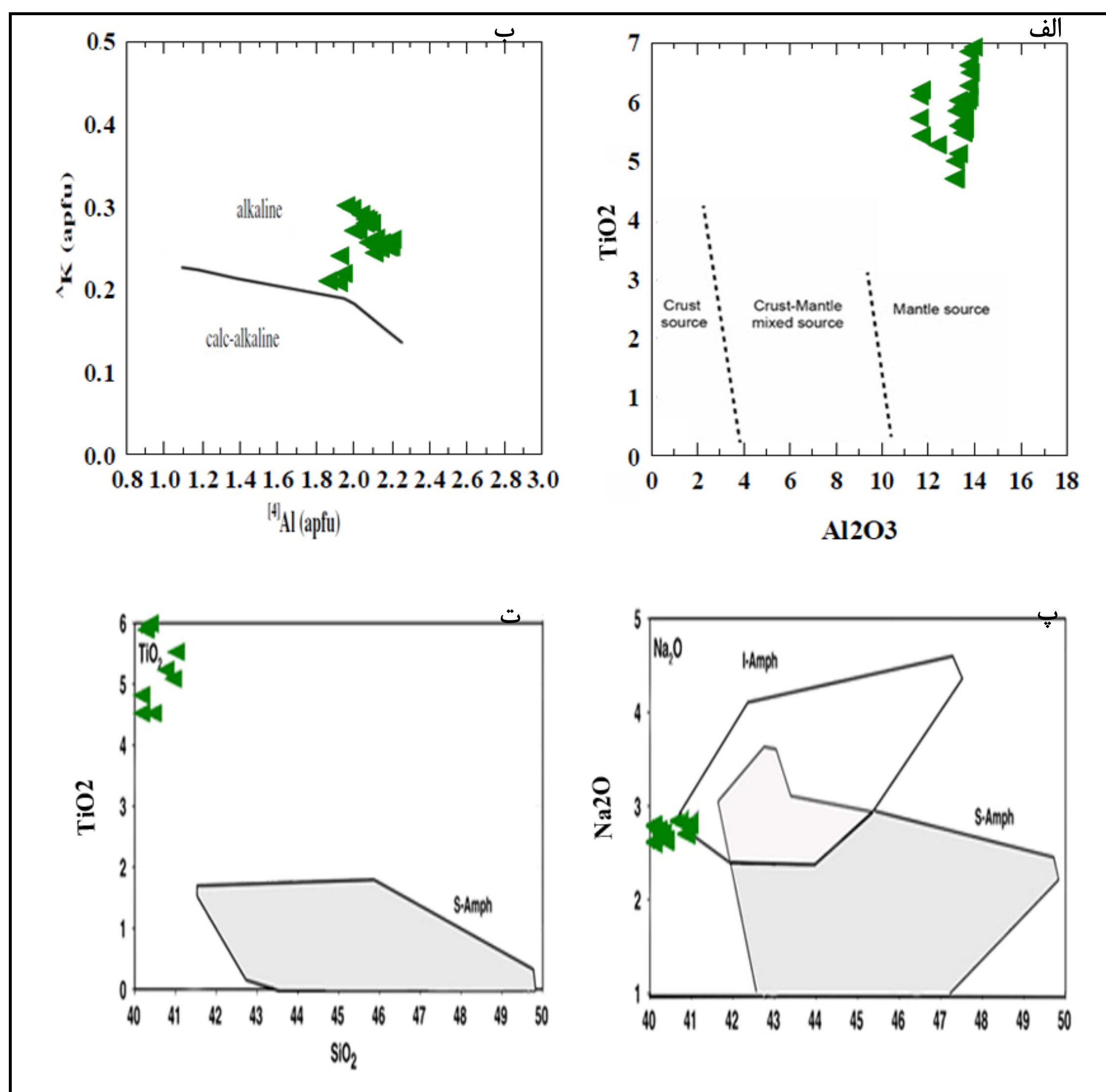
شکل ۸ دمای تشکیل بیوتیت‌های قلیایی گابرو در نمودار Ti نسبت به Mg/(Mg+Fe) [۳۱].



شکل۹ نمودار Al^{IV} نسبت به Fe/(Fe+Mg) که براساس آن، ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در گستره گریزندگی بالای اکسیژن قرار دارد [۳۴].

محیط زمین ساختی

آمفیبول‌های دایک‌های مورد بررسی با توجه به TiO_2 بالایی که دارند، در نمودار TiO_2-Al_2O_3 که نقش پوسته و گوشته را در خاستگاه ماگمای مادر براساس ترکیب شیمیایی آمفیبول از هم تفکیک می‌کند [۳۵]، در گستره با خاستگاه گوشته‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ الف). افزون بر این، مقدار پتاسیم آمفیبول‌ها شاخص مناسبی برای جدایش انواع در تعادل با ماگماهای آهکی قلیایی از قلیایی در نظر گرفته می‌شود، زیرا مقدار پتاسیم آمفیبول‌های آهکی قلیایی همواره کمتر از بلورهای در تعادل با مایع‌های سری قلیایی است [۳]. بر اساس نمودار ^{A}K-Al^{IV}، آمفیبول‌ها از ماگمایی با ماهیت قلیایی [۴] شکل گرفته‌اند (شکل ۱۰ ب). ماگماهای قلیایی اغلب در نظام‌های زمین‌ساختی کششی شکل می‌گیرند. از دید کاکتورتی و همکاران [۳۶]، آمفیبول‌های وابسته به محیط‌های فرورانش (S-Amph) به طور کلی مقدار Na_2O و TiO_2 کمتری نسبت به انواع شکل گرفته در محیط‌های درون قاره‌ای (I-Amph) نشان می‌دهند، زیرا در اصل ماگماهای قلیایی از این عناصر سرشارترند. با توجه به این ویژگی، آمفیبول‌های مورد بررسی براساس نمودارهای Na_2O-SiO_2 و TiO_2-SiO_2 در گستره محیط‌های کشش درون صفحه ای قرار دارند (شکل-های ۱۰ پ و ت).



شکل ۱۰ الف) خاستگاه گوشته‌ای آمفیبول‌ها در نمودار TiO_2-Al_2O_3 [۳۵]. ب) ماهیت قلیایی ماگمای مادر سازنده آمفیبول‌ها در نمودار ^{A}K-Al^{IV}[۳]. پ) نمودار Na_2O-SiO_2 و ت) نمودار TiO_2-SiO_2 برای تشخیص محیط زمین‌ساختی [۳۶].

بحث

بررسی‌های تجربی درباره میدان پایداری آمفیبول‌های سری کرسوتیت-پارگازیت، بیانگر فشار و دمای بالا، H_2O به نسبت کم و عمقی کمتر از ۱۰۰-۸۰ کیلومتر است [۳]. به بیان دیگر، میدان پایداری این آمفیبول‌ها در گستره ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و ۱-۳ گیگا پاسکال (۱۰ تا ۳۰ کیلوبار) است [۳۷،۳]. آمفیبول‌های توده بوهمین اروپای مرکزی با ترکیب زمین‌شیمیایی مشابه، در گستره دمایی به نسبت باریک (۱۱۰۰-۱۰۲۰ درجه سانتی گراد) در عمق ۲۰-۴۵ کیلومتری (۰،۷-۱،۲ گیگا پاسکال) طی صعود ماگما متبلور شده‌اند [۳۸]. این شرایط دما و فشاری با گستره‌های ارزیابی شده برای تبلور کرسوتیت‌های این پژوهش (جدول ۴) همپوشی دارند. با توجه به ضخامت کمتر پوسته منطقه نفوذ دایک‌های مورد بررسی در گستره زمانی پرکامبرین- پالئوزوئیک این گستره فشاری می-تواند قابل اعتماد باشد. این شرایط نشانگر یک خاستگاه سست کره‌ای و فشارهای بالای مربوط به پوسته زیرین و گوشته است [۳۹]. ماهیت ماگمای تشکیل دهنده دایک‌های قلیایی گابرو-مونزوگابرویی زریگان از نوع قلیایی و از نظر ترکیب زمین-شیمیایی شبیه بازالت جزایر اقیانوسی (OIB) و غنی از عناصر با شدت پایداری بالا به ویژه عنصر Nb است [۹]. چنین سنگ‌هایی برآمده از ماگمای شکل گرفته در یک محیط کششی همراه با بالا آمدگی زبانه‌های سست کره‌ای است. با توجه به بافت و اندازه متوسط تا ریز کانی‌ها، این ماگمای داغ و شکل گرفته از ژرفای زیاد صعودی به نسبت سریع و در راستای شکستگی‌ها به سطح داشته و در گرانیت نیمه ژرف زریگان و رسوب‌های کنار دریایی معادل ریزو نفوذ کرده است. زایش گرانیت زریگان با سن ۷±۵۲۷ میلیون سال در ارتباط با مناطق وابسته به فرورانش در نظر گرفته شده‌است [۱۳]. این توده گرانیتوئیدی بخشی از پی سنگ نئوپروتروزوئیک-کامبرین پسین (۵۹۵Ma–۵۱۱) ایران زمین و جزئی از کمان ماگمایی کادومین است که یک فرورانش طولانی از نوع آند به نام پروتوتتیس در راستای کرانه شمالی گندوانا (ترکیه، ایران، هیمالیا و تبت امروزی) آن را ایجاد کرده است [۴۰،۱۳]. بخشی از فعالیت ماگمایی قلیایی قطعه پشت بادام به صورت دایک‌های این پژوهش با سنی حدود ۴۵۰-۴۴۸ میلیون سال (اردوویسین و سیلورین) [۱۰] پس از وقفه‌ای چند ده میلیون ساله در کمان کادمین نفوذ کرده‌اند. نفوذ ماگمای قلیایی در این مکان و زمان می‌تواند ناشی از تغییر نظام فشارشی به کششی پس از فرورانش پروتوتتیس، تشکیل کافت‌های غیرفعال ابتدای ایجاد پالئوتتیس [۴۱] به همراه عملکرد گسل‌های بنیادی ایران مرکزی به ویژه پشت بادام و کوهبنان-بهاباد و جدایش ایران مرکزی از گندوانا در پالئوزویک پیشین (اردوویسین- سیلورین) باشد [۹]. در تایید این امر، ترکیب شیمیایی کانی‌های کلینوپیروکسن و آمفیبول سنگ‌های گابرو-دیوریتی مناطق حرجند و فتح آباد در شمال شرق کرمان نیز در ارتباط با شکل‌گیری ماگمای سازنده در جایگاه زمین ساختی کششی درون صفحه ای و دارای ویژگی های شبیه OIB در جنوبی‌ترین بخش قطعه پشت بادام در زمان پالئوزویک پیشین گزارش شده‌است [۴۲، ۴۳].

برداشت

گروه دایک‌های گرانیتوئید زریگان از نوع قلیایی گابرو تا مونزوگابرو با سن پالئوزوئیک پیشین، جوان ترین فعالیت ماگمایی منطقه زریگان هستند. این دایک‌های تیره دارای کانی‌های پیروکسن، آمفیبول کرسوتیتی، پلاژیوکلاز و کمتر الیوین و نفلین هستند. کانی‌های بیوتیت، اپیدوت و کلریت بر اثر عملکرد سیال‌های درون ماگمایی و همچنین پسا ماگمایی از کانی‌های اصلی قدیمی‌تر به وجود آمده اند. براساس بررسی-های زمین دما-فشار سنجی، کانی آمفیبول این دایک ها در گستره دمای ۱۱۱۳- ۱۰۴۰ درجه سانتیگراد و فشار ۸،۲-۶،۳ کیلوبار، در ژرفای معادل گوشته تا پوسته زیرین و در گریزندگی به نسبت بالای اکسیژن متبلور شده اند. کرسوتیت‌ها در تعادل با یک ماگمای گوشته ای با ماهیت قلیایی هستند که ترکیب شیمیایی آنها، زایش در کافت‌های درون صفحه‌ای را نشان می دهند. با توجه به فاصله چند ده میلیون ساله سن مطلق این دایک‌ها با گرانیت زریگان، به احتمال بسیار ماگمای سازنده در ارتباط با آغاز ایجاد کافت‌های پالئوتتیس در پالئوزوئیک پیشین است.

قدردانی

نگارندگان از زحمات بزرگوارانه آقای دکتر کورش رشیدی و مهندس سعید اسلامی در بازدیدها و بررسی های صحرایی و همچنین نظرات و مشاوره های علمی آقایان دکتر محمد فودازی و کورش محمدیها از سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور کمال تشکر را دارند.

مراجع

[1] Martin R. F., *"Amphiboles in the igneous environment, Reviews in Mineralogy and Geochemistry",* 67 (2007) 323-358.

[2] Mutch E. J. F., Blundy J. D., Tattitch B. C., Coope, F. J., Brooker R. A., *"An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer",* Contributions to Mineralogy and Petrology, 171 (2016) (10) 1-27.

[3] Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M., *"Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes"*, Contribution to Mineralogy and petrology, 160(2010) 45-66.

[4] Putirka K., *"Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes"*, Am. Mineral., 101 (2016) 841-858.

[5] Hagen E., *"A Comparative Study of Kaersutite in the Egersund Dikes and SNC Meteorites" Doctoral dissertation",* The Ohio State University (2017) 42 p.

[6] Balaghi Z., Sadegheian M., Ghasemi, H., *"Petrogenesis of the lower Paleozoic igneous rocks, south of Bahabad (bafq, Central Iran): implication for rifting"*, Iranian Journal of Petrology, 1 (2011) 45-64.

[7] Rajabi A., Canet C., Rastad E., Alfonso, P., *"Basin evolution and stratigraphic correlation of sedimentary-exhalative Zn. Pb deposits of the Early Cambrian Zarigan. Chahmir Basi Central Iran"*, Ore Geology Reviews, 64 (2015) 328-353.

[8] Niktabar S. M., Rashidnejad Omran N., *"Geochemistry and petrology of rift-related mafic sills and arc-related Gabbro–Diorite bodies, Northern Bafq District, Central Iran",* Acta Geochim 37 (2018) 180–192.

[9] Tajbakhsh G., *"Petrography, geochemistry and tectonic setting of mafic dyke swarms of Zrigan granitoid, north of Bafq (Central Iran)",* Geosciences 30 (2020) 175-188.

[10] Mehdipour Ghazi J., Moazzen, M., Rahgoshay M., Wilde S. A., *"Zircon U–Pb–Hf isotopes and whole rock geochemistry of magmatic rocks from the Posht-e-Badam Block: A key to tectonomagmatic evolution of Central Iran",* Gondwana Research 87 (2020) 162-187.

[11] Alavi M., *"Sedimentary and structural characteristics of the paleo-tethys remnants in northern Iran",* Geological Society of American Bulletin 103 (1991) 983-992.

[12] Majidi J., Babakhani A.R., *"Geological map of Ariz",* Tehran. Geological survey of Iran, scale 1:100000, (2000).

[13] Ramezani J.,Tucker R., *"The Saghand region, Central Iran: U/Pb geochronology, petrogenesis and implication for Gondwana tectonics",* American Journal of Science, 303 (2003) 622-665.

[14] Jami M., *"Geology, Geochemistry Esfordi Phosphate-Iron Deposit, Bafq Area, Central Iran",* PhD thesis, The University of new South wallets, (2005) 384 p..

[15] Leake B.E., Woolley A. R., Arps C. E., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice, J. D., Youzhi, G., *"Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association"*, American Mineralogist 83 (1997) 1019-1037.

[16] Giret A., Bonin B., Léger J.M., *"Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes",* The Canadian Mineralogist, 18 (1980) 481-495.

[17] Plat R.G., *"The ijolite-series rocks. In: Mitchell, R.H. Eds., Undersaturated Alkaline Rocks: Mineralogy, Petrogenesis and Economic Potential"*, Mineralogical Association of Canada Short Course 24 (1996) 101-122.

[18] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., *"Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed*

[29] Frost D.J., *"The stability of hydrous mantle phases"*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry 62 (2006) 243-271.

[30] Douce A. E. P., *"Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O2 and H2O barometries, and consequences for biotite stability"*, Chemical Geolog, 108 (1993) 133-162.

[31] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A., *"The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms"*, American Mineralogist 90 (2005) 316-328.

[32] Mann U., Marks M., & Markl G., *"Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: The Katzenbuckel volcano, Southwest Germany"*, Litho, 91 (2006) 262-285.

[33] Wones D. R., *"Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks"*, American Mineralogist, 74 (1989) 744-749.

[34] Anderson J. L., Smith D. R., *"The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer"*, American Mineralogist, 80 (1995) 549-559.

[35] Jiang C.Y., An S.Y., *"On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance (in Chinese with English abstract)"*, Journal of Mineralogy and Petrology, 3 (1984) 1-9.

[36] Coltorto M., Bondaiman C., Faccini B., Geogoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., *"Amphibol from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle"*, Lithos, 99 (2007) 68-84.

[37] Mayer B., Jung S., Romer R. L., Pfänder J. A., Klügel A., Pack A., Gröner E., *"Amphibole in alkaline basalts from intraplate settings: implications for the petrogenesis of alkaline lavas from the metasomatised lithospheric mantle"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 167 (2014) 1-22.

[38] Ulrych J., Krmíček L., Teschner C., Skála R., Adamovič J., Ďurišová J., Radoň M., *"Chemistry and Sr-Nd isotope signature of amphiboles of the magnesio-hastingsite–pargasite–kaersutite series in Cenozoic volcanic rocks: Insight into lithospheric mantle beneath the Bohemian Massif"*, Lithos 312 (2018) 308-321.

biotites", Comptes rendus Geoscience, 337, (2005) 1415-1420.

[19] Foster M. D., *"Interpretation of the composition of the trioctahedral micas"*, United States Geological Survey Professional Paper, 354 (1960) 11-49.

[20] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B., *"Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons"*, American Mineralogist, 72 (1987) 231-239.

[21] Hammarstrom J.M., Zen E.A., *"Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer"*, American Mineralogist, 71 (1986) 1297-1313.

[22] Johnson M.C., Rutherford M.J., *"Experimental calibration of the aluminum-in hornblende geobarometer with application to Long Valley (California) volcanic rocks"*, Geology, 17 (1989) 837-841.

[23] Schmidt M. W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al -in hornblende barometer"*, Contribution to Mineralogy and Petrology, 110 (1992) 304-310.

[24] Colombi A., *"Me´tamorphism et ge´ochimie des rochesmafiques des Alpesouest-centrales (géoprofil Vie`ge-Domodosso la Locarno)"*, Mem Geol Lausanne 4 (1989).

[25] Helz R.T., *"Phase rections of basaltsin their meling range at P_{H2O}=5kb. Part II. Melt composition"*, Journal of Petrology, 17 (1973) 139-193.

[26] Ernst W. G., Liu J., *"Experimental phaseequilibrium study of Al- and Ti-contents of calcicamphibole in MORB- A semiquantitative thermobarometer"*, American Mineralogist, 83 (1998) 952-969.

[27] Liao Y., Wei C., Rehman H. U., Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry. *American Mineralogist Materials*, *106* (2021) 180-191.

[28] Humphreys M.C.S., Edmonds M., Christopher T., Hards V., *"Chlorine variations in the magma of Soufrie`re Hills Volcano,Montserrat: Insights from Cl in hornblende and melt inclusions"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 73 (2009) 5693-5708.

[39] McSween Jr H. Y., *"What we have learned about Mars from SNC meteorites",* Meteoritics 29 (1994) 757-779.

[40] Chiu H. Y., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Melkonyan R., Pang K. N., Lee H. Y., Khatib M. M., *"Zircon Hf isotopic constraints on magmatic and tectonic evolution in Iran: Implications for crustal growth in the Tethyan orogenic belt"* Journal of Asian Earth Sciences 145 (2017) 652-669.

[41] Lasemi Y., *"Depositional environments of the Ordovician rocks of Iran (syn-rift sequence) and formation of the Paleotethys passive margin"* Proceedings of the 17th annual meeting of the Geological Survey of Iran Tehran, Iran (in Persian) (1999).

[42] Ghasempour M. R., Davoudian A. R., Shabanian N., Moeinzadeh H., Nakashima K., *"Geochemistry and mineral chemistry of gabbroic rocks from Horjand of Kerman province, Southeast of Iran: Implications for rifting along the northeastern margin of Gondwana"*, Journal of Geodynamics 133 (2020): 101675.

[43] Golestani M., *"Characteristics of tectono-magmatic alkali gabbros in northern Fathabad, Zarand (NW Kerman): based on the pyroxene mineral chemistry",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 28 (2020) 311-328.